

黄土高原东南缘黄土-古土壤序列的环境磁学结果及其古气候意义

王喜生^{①*} 杨振宇^{②①} Reidar Løvlie^③ 裴军令^① 孙知明^①

(^① 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081; ^② 南京大学地球科学系, 南京 210093; ^③ Department of Earth Science, University of Bergen, N-5007 Bergen, Norway. * 联系人, E-mail: xishengwang@yahoo.com)

摘要 对黄土高原东南缘三门峡地区曹村黄土剖面L1~L13(时间跨度约1 Ma)的环境磁学研究表明: (1) 质量磁化率(χ)、饱和等温剩磁(SIRM)和非磁滞剩磁(ARM)等及其组合磁参数均呈明显的线性相关关系。由于超顺磁(SP)磁性颗粒对磁化率贡献最大而对剩磁(包括ARM和IRM)没有贡献, 因而这种线性关系意味着古土壤中由成土作用形成的磁性颗粒仍主要以相对偏细的单畴颗粒(SSD)为主, 而前人所认为的SP颗粒对磁化率的贡献可能被高估了; (2) 曹村剖面的磁粒度参数 χ_{ARM}/χ 与黄土高原腹地典型黄土剖面的中值粒径曲线表现出很好的相似性, 在某种程度上反映了 χ_{ARM}/χ 可以表征黄土-古土壤序列磁性颗粒的粒径相对变化; (3) 磁组分参数S-ratio和HIRM测试结果表明, 在由成土作用形成的低矫顽力强磁性矿物含量显著增加的同时, 高矫顽力的弱磁性赤铁矿/针铁矿的绝对含量也相应增加。

关键词 三门峡 黄土-古土壤序列 磁化率 古气候 中值粒径

目前, 虽然对中国黄土-古土壤序列中古土壤磁化率增强的土壤成因模式已被广泛接受^[1], 然而在由成土作用形成的超顺磁(SP)颗粒对磁化率的贡献以及磁化率如何记录古气候变化等问题上还没有达成广泛的一致^[2-5]。Maher和Thompson^[6]通过等温剩磁和非磁滞剩磁分析, 并与合成的磁性矿物对比, 用多重回归分析方法得出古土壤中磁铁矿的含量是黄土的两倍, 并认为至少 90%的古土壤与黄土磁化率的差异是由于SP磁铁矿颗粒含量的不同所造成。Banerjee和Hunt^[7]则利用低温剩磁测量技术估算出在 15 K时由SP磁铁矿携带的剩磁对古土壤的贡献约占剩磁总量的 75%, 而黄土仅占 20%。然而, Han和Jiang^[8]通过对不同粒径范围内黄土颗粒的磁化率估算, 则认为SP磁性颗粒对古土壤磁化率的贡献不足 3%。最近, Liu等^[9-11]对西部黄土高原黄土-古土壤序列的磁性颗粒粒度大小、分布和古土壤磁化率增强机制等开展了一系列卓有成效的岩石磁学研究, 对由成土作用形成的SP颗粒对古土壤磁化率增强的绝对重要性提出质疑, 认为由成土作用形成的SD磁性颗粒对古土壤磁化率的贡献至少在 50%以上, 而且对磁化率增强起决定性作用的细粒磁性颗粒具有固定的粒径分布。

由于磁化率是磁性矿物的种类、含量和颗粒大小的综合反映, 其值受源区物质的差异性、成壤期气候条件和降雨量及成土作用持续的时间等诸多因素的

控制和影响^[12-15]。而饱和等温剩磁(SIRM)、非磁滞剩磁(ARM)、频率磁化率($\chi_{\text{fd}}\%$)等及其组合参数对不同粒径范围内磁性矿物含量和粒度的相对变化反应更为灵敏^[9,11,15,16]。为此, 本文选择黄土高原上记录东亚夏季风最灵敏、成土作用最强的黄土高原东南缘三门峡地区的黄土-古土壤序列为研究对象, 通过多参数环境磁学指标来深入分析该区黄土-古土壤磁性颗粒的含量和粒度变化特征, 尝试建立1 Ma以来黄土高原东南缘黄土-古土壤序列环境磁学方面独立的古气候替代性指标, 并对古土壤磁化率增强机制作尝试性探讨。

1 采样与测试

研究剖面位于三门峡市陕县张汴乡东南约 1 km 的曹村东侧, 地理坐标 34°38'N, 111°09'E。剖面总厚度为 153 m, 包括上部完整的 33 个黄土层和 32 个古土壤层(厚度为 145 m)和 8 m厚的红黏土(未见底)。本次研究从剖面上部的L1~L13(厚为 71 m)以 10 cm间距采集 8 cm × 8 cm × (5~8) cm古地磁大样, 对可能出现的地磁极性转换处(L8~S8 和L10~L13)进行了连续取样。在室内, 对间距为 10 cm的样品加工为 2 cm × 2 cm × 2 cm的立方体试样, 并在每一层面上获得 3 块平行样。对第一套样品的高分辨率古地磁研究已表明: 布容/松山极性转换界线位于S8 的顶部, 贾拉米洛正极性亚时的顶、底界分别位于S10 和L13 的顶部^[17]。

本文选择曹村黄土剖面的第二套样品进行低场磁化率(χ)、频率磁化率($\chi_{fd}\%$)、非磁滞剩磁(ARM)和饱和等温剩磁(SIRM_{2T})等环境磁参数测试分析。 χ 和 $\chi_{fd}\%$ 由Bartington MS2B双频磁化率仪完成,再由频率为160 Hz的2G交变场退磁仪施加最大值为100 mT的交流场和0.1 mT的直流场来获得ARM。SIRM_{2T}由Redcliffe脉冲磁力仪在垂直于ARM方向上加2T直流场获得。之后由Solenoid在SIRM反方向分别加100和300 mT的直流场来获得IRM_{-0.1T}和IRM_{-0.3T}。所有样品的ARM和IRM利用Digico旋转磁力仪完成。在此基础上计算出 $HIRM=1/2(SIRM+IRM_{-0.3T})$, $S_{-0.1}=-IRM_{-0.1T}/SIRM$, $S_{-0.3}=-IRM_{-0.3T}/SIRM$, $S_{Bloemental}=(1-IRM_{-0.3T}/SIRM)/2$, χ_{ARM}/χ 和 $ARM/SIRM$ 等比值。此外,还对部分样品的ARM和SIRM进行了系统的交变退磁,试图通过不同种类剩磁的矫顽力谱线特征来分析其磁性载体类型。

2 磁参数的线性相关分析

以上测得的磁学参数总体上呈线性正相关关系(图1),主要反映了黄土-古土壤中强磁性磁铁矿/磁赤铁矿的含量变化特征。其中 χ 和ARM的线性相关系数 R^2 达0.975(图1(a))。这种明显的正相关关系可以理解为两种磁成分的叠加,即原生黄土组分(背景组分)和风化/成土成分(磁增强组分)的相互消长关系^[9]。随风化/成土作用的增加, χ 和ARM同时线性增加,因而二者拟合直线的斜率反映了不同粒径范围内磁性颗粒对 χ 和ARM贡献的综合反映,而其在 χ 轴上的截距 χ_0 则可能趋近于未经风化原生黄土的磁化率值^[9]。曹村剖面的 χ_0 值为 $1.495 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$,与最近报道的九洲台、塬堡和宜川等剖面的马兰黄土(L1)和末次间冰期古土壤(S1)的 χ_0 值(分别为 1.505×10^{-7} , 1.585×10^{-7} 和 $1.898 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$)^[9]非常接近,可能反映

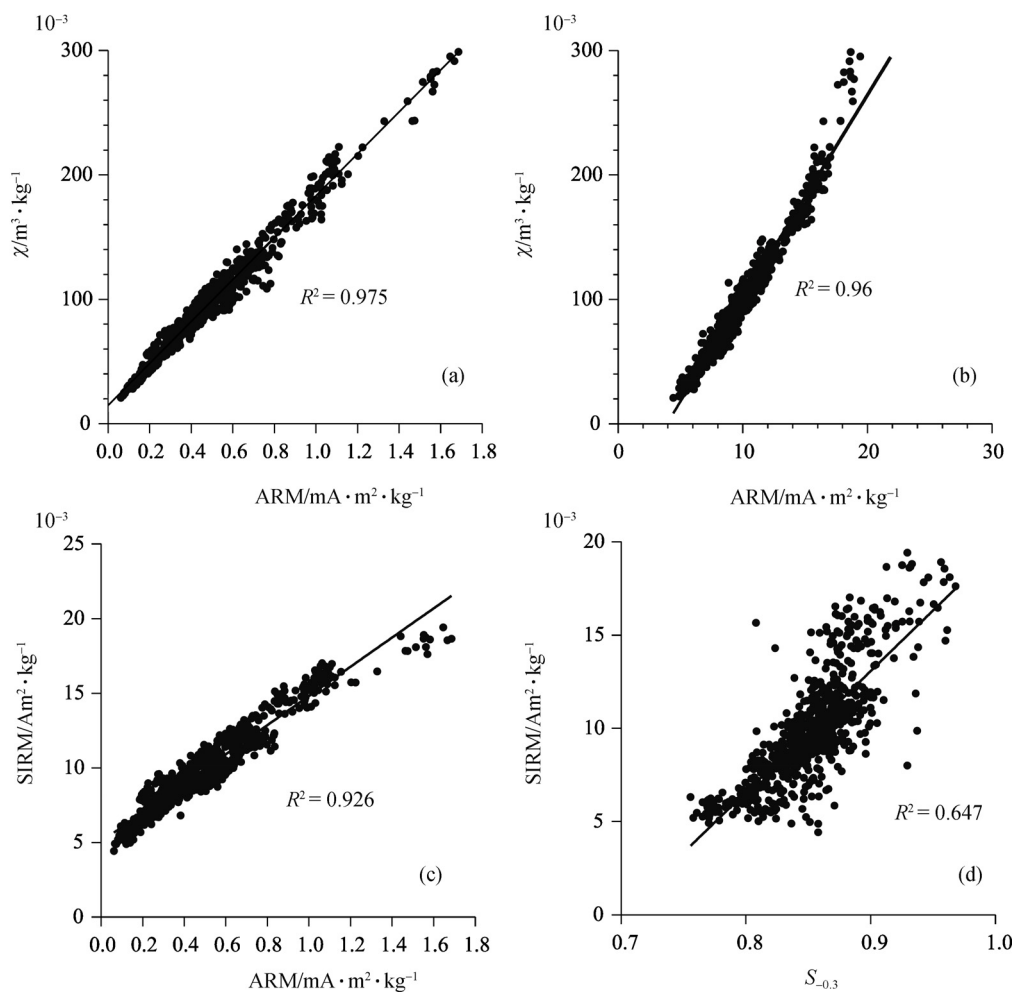


图1 曹村黄土剖面各种磁学参数的线性关系图

了黄土高原上不同地区发育的黄土具共同的物源区.

χ 和SIRM的线性相关系数 R^2 为 0.96(图 1(b)), 略低于 χ 和ARM的相关系数 0.975. 一般来说, χ 主要反映铁磁性矿物的含量变化, ARM仅对粒度较细的SD强磁性颗粒更灵敏, 而SIRM则不仅有低矫顽力磁铁矿/磁赤铁矿的贡献, 还可能包含了部分高矫顽力的赤铁矿. 特别是当样品中磁铁矿和赤铁矿共存时, 强场下获得的SIRM比低场获得的 χ 和ARM对赤铁矿的含量变化更灵敏. 对该剖面部分黄土/古土壤样品的ARM和SIRM交变退磁结果显示: 经 80 mT 的交变退磁, 黄土样品的ARM可衰减到 5%以内, 而古土壤可衰减到 2%以内; 几乎所有黄土和古土壤样品的SIRM_{2T}经 200 mT交变退磁仍保留 10%以上, 部分黄土样品甚至达 15%以上(图 2). 可见, 弱场ARM并未饱和高矫顽力的赤铁矿, 而强场SIRM的交变退磁结果明确指示了黄土/古土壤中存在高矫顽力赤铁矿, 而且其对黄土剩磁的相对贡献要大于古土壤. 因而, χ -ARM比 χ -SIRM和ARM-SIRM更好的线性相关关系反映了 χ 和ARM的主要磁性载体是磁铁矿/磁赤铁矿, 而SIRM则可能同时反映了铁磁性磁铁矿/磁赤铁矿和部分反铁磁性赤铁矿含量的变化. 此外, 图 1(b)也明

确表明, 当 χ 趋近于零时, 黄土样品仍具一定的SIRM, 这也说明赤铁矿对黄土SIRM的贡献不容忽视. 当 χ 值增大时, SIRM值也随之线性增加. 但当 χ 值达一定数值($>200 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)时, 随 χ 的继续增加, SIRM缓慢增加或基本保持不变, 导致二者拟合的直线斜率明显增大(图 1(b)). 从理论上讲, 当磁性颗粒在SP范围时, 磁化率显著增加, 而SP颗粒对SIRM的贡献为零. 因而图 1(b)中 $\chi > 200 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 时SIRM和 χ 拟合直线斜率的明显增大反映了样品中由成土作用形成的SP颗粒显著增加.

3 1 Ma 以来曹村剖面黄土-古土壤序列的环境磁学特征

图 3 为曹村剖面L1~L13 的环境磁学参数随深度变化曲线, 所有磁学参数的峰/谷基本完全对应, 反映了第四纪以来的冰期-间冰期旋回中, 受东亚季风系统所控制的风尘堆积黄土的磁性颗粒的含量、种类和粒度的周期性变化规律^[1,12,15]. 在以黄土堆积为主的气候干冷期, χ , χ_{ARM} 和SIRM较小; 而在古土壤发育的温暖湿润期, 以上参数明显增大. 由于 χ , χ_{ARM} 和SIRM主要反映铁磁性矿物种类和含量的变化, 因

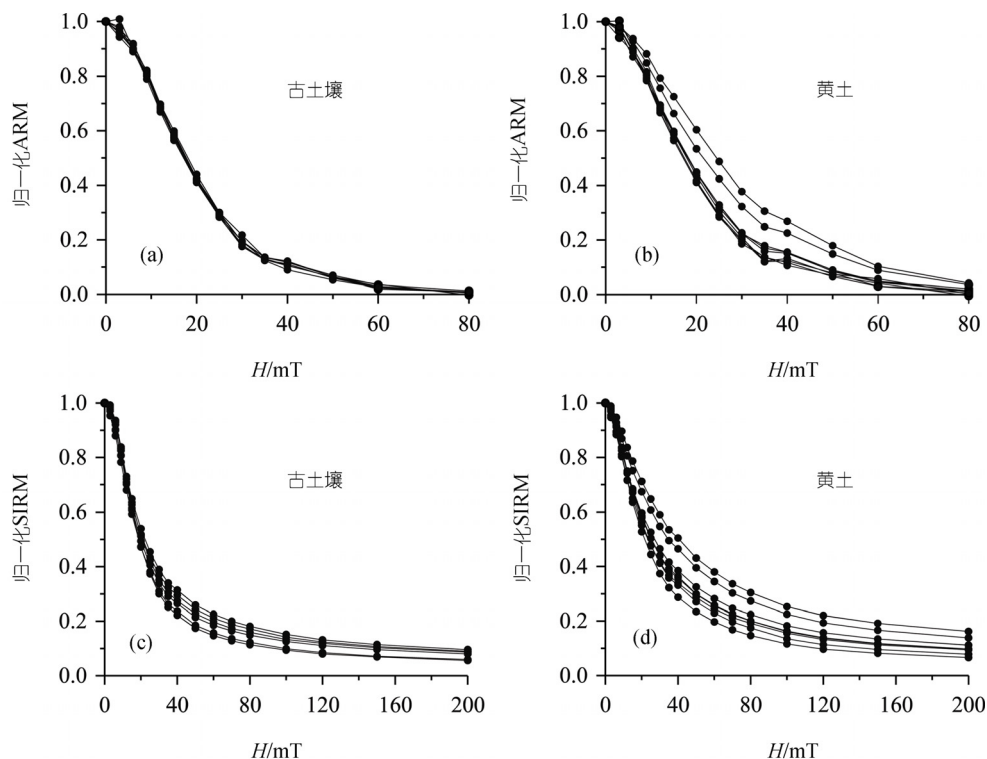


图 2 代表性古土壤和黄土代表性样品的非磁滞剩磁ARM ((a), (b))和饱和等温剩磁SIRM_{2T} ((c), (d))交变退磁结果

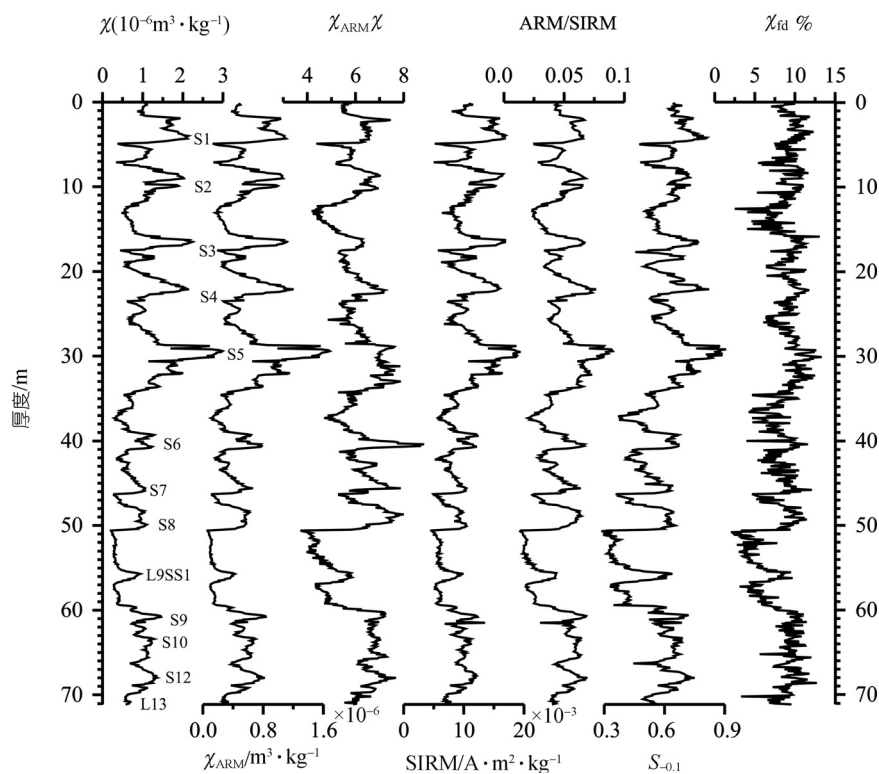


图3 曹村黄土剖面 L1~L13 的磁学参数随深度变化图

而以上变化特征清晰地表明在古土壤相对发育的时期强磁性矿物含量的显著增加。此外,虽然在同一层位上SIRM比 χ_{ARM} 强度要大得多,但就整个剖面而言, χ_{ARM} 比SIRM变化幅度更大,尤其是发育程度较好的S4和S5古土壤层具有异常高的 χ_{ARM} 值(图3)。由于ARM比SIRM对细粒的磁性颗粒更灵敏,因而这一变化特征明显反映了在暖湿气候条件下形成的古土壤不仅强磁性颗粒含量的增加,同时也说明其中的磁性颗粒粒度相对变细的特点。

磁粒度参数 χ_{ARM}/χ 和ARM/SIRM也表现出与 χ 、 χ_{ARM} 及SIRM类似的变化规律。ARM/SIRM主要反映粒径大于SP的铁磁质磁性矿物的粒度变化,其值与磁性颗粒的粒度成反比。图3所示的曹村剖面L1~L13的ARM/SIRM变化特征与近年来对典型黄土剖面的高分辨率粒度分析结果所指示的古土壤比黄土粒度细的特点相吻合^[18-21]。与ARM/SIRM和其他磁学参数所表现出的S5特征的峰值相比,代表极端暖湿气候S5的 χ_{ARM}/χ 峰值并不明显,甚至低于土壤化程度比其低的S6、S7和S8。这可能是由于土壤化程度最高的S5经强烈的成土作用从而导致SP颗粒大量

生成的结果。由于SP颗粒对 χ 贡献最大而对ARM的贡献为零,因而 χ_{ARM}/χ 比值减小。然而从黄土高原腹地典型剖面—泾川剖面和渭南剖面的粒度指标随深度变化曲线来看(图4),虽然在黄土高原上S6的古土壤发育程度明显弱于代表极端湿热气候的S5复合古土壤,但S6的粒度与S5相比并没有明显变粗^[21]。在渭南剖面,S6的粒度不仅细于古土壤发育更好的S2和S3,甚至比S5还细^[22]。因而我们也不能排除 χ_{ARM}/χ 真实地反映了磁性颗粒粒度变化趋势的可能性。也就是说,S5低的 χ_{ARM}/χ 值可能并不归结于SP颗粒的大量补偿。

4 讨论和结论

从理论上讲,SD颗粒的ARM值最大,MD和PSD颗粒的ARM值较低;而SP颗粒尽管具有大的 χ 和 $\chi_{\text{fd}}\%$ 值,但其不携带任何形式的剩磁(包括ARM和IRM)^[23]。由于ARM对SD颗粒最灵敏,因而被广为用来检测样品中SD颗粒的含量^[9,11,24,25]。按照中国黄土-古土壤序列中古土壤磁化率明显高于黄土的特点,Zhou等人^[1]提出了古土壤磁化率增强的成土作用模式,认为古土壤磁化率的显著增加主要是间冰期内

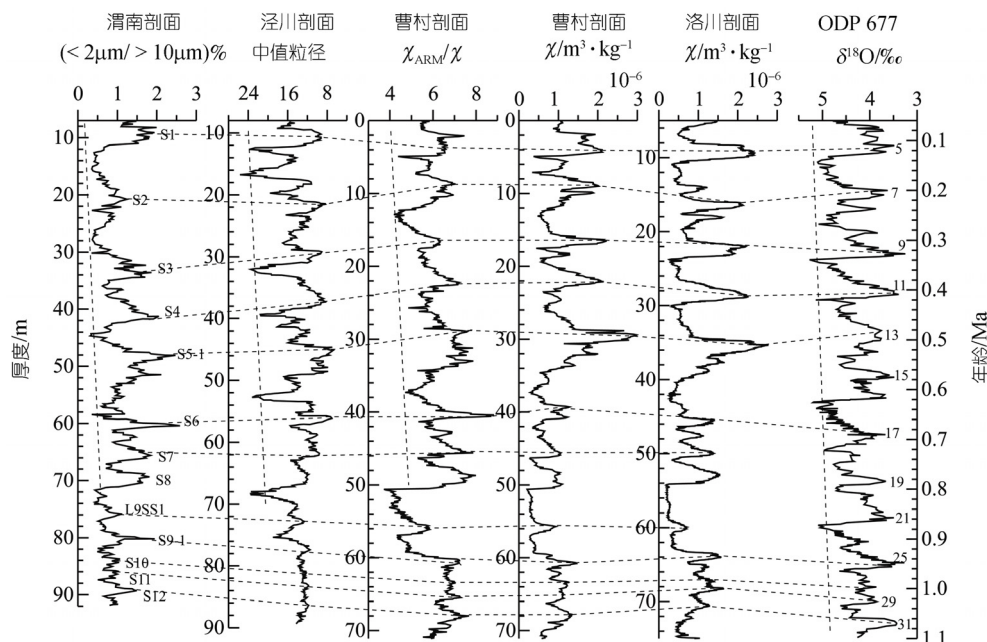
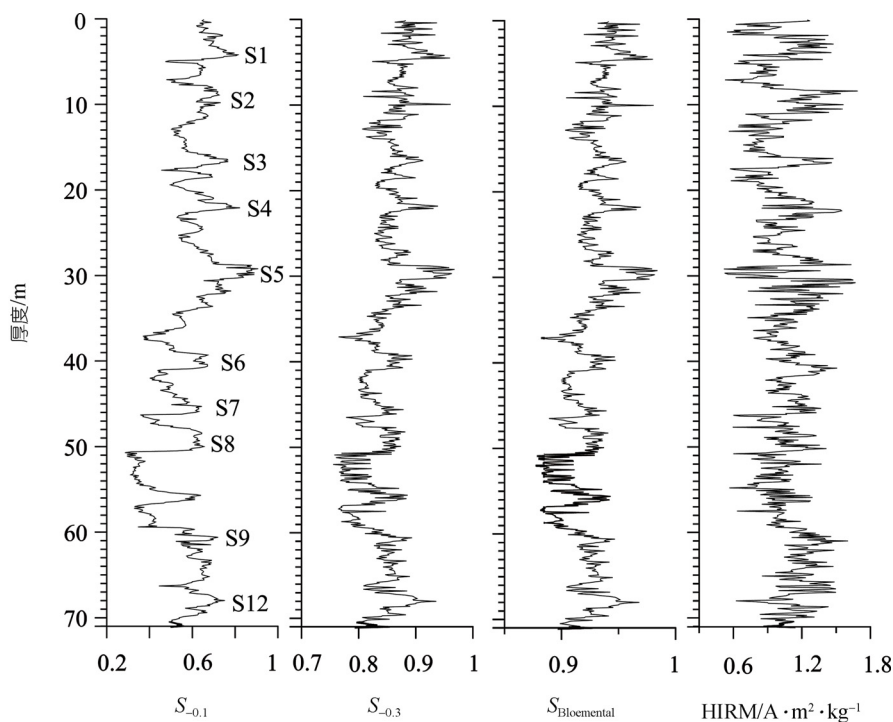


图 4 渭南剖面(<2 μm/>10 μm)%粒度参数曲线^[22]、泾川剖面中值粒径曲线^[21]、曹村剖面 χ_{ARM}/χ 和磁化率曲线、洛川剖面磁化率曲线^[33]和ODP 677 氧同位素曲线^[34]对比结果

的气候适宜期形成大量次生的SP磁性矿物的结果.然而,如图1所示,ARM-SIRM, ARM- χ 和SIRM- χ 均呈明显的线性相关关系,并没有表现出 χ 增强时ARM和SIRM保持不变的情形.可见,即使就土壤化程度明显高于黄土高原腹地的曹村黄土而言,虽然古土壤磁粒度较细,但仍主要以相对偏细的单畴(SSD)亚铁磁性颗粒为主.虽然曹村剖面的古土壤也表现出 $\chi_{\text{fd}}\%$ 明显高于黄土的特点(图3),而且 $\chi_{\text{fd}}\%$ 也被广为用来指示SP颗粒的含量.但 $\chi_{\text{fd}}\%$ 最大的缺陷是不能有效区分这些细磁性颗粒是SSD还是SP,尽管其高值总体上反映了磁性颗粒接近SP/SD临界区间的特点.此外,近年来的研究也表明, $\chi_{\text{fd}}\%$ 值的大小可能是SP与SD磁性颗粒粒度分布范围的反映,即高的 $\chi_{\text{fd}}\%$ 意味着SP与SD磁性颗粒具较窄的粒度分布范围,而非SP颗粒含量的增加^[26,27].值得注意的是, Liu等^[10,11]对西部黄土高原的塬堡剖面细致的岩石磁学研究也充分表明:SD磁性颗粒是ARM的主要携带者;对于中等发育程度的古土壤($\chi < 10 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$),稳定的SD颗粒对 χ 的贡献要大于SP颗粒;而对于发育更成熟的古土壤($\chi > 10 \times 10^{-7} \sim 12 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$),与成土作用有关的PSD颗粒对磁化率的贡献显著增加.由此可见,先前认为的由成土作用形成的SP颗粒对古土壤 χ 的贡献可能被高估了.

S-ratio(包括 $S_{-0.3\text{T}}$ 和 $S_{-0.1\text{T}}$)主要用来衡量磁铁矿/磁赤铁矿和赤铁矿/针铁矿的相对含量^[28-30].如果S为1,表明完全为磁铁矿/磁赤铁矿;而S值的降低则表明高矫顽力磁性矿物的影响在增加.通常用 $\text{HIRM} = 1/2(\text{SIRM} + \text{IRM}_{-0.3\text{T}})$ 来表征高矫顽力矿物(赤铁矿/针铁矿)的含量变化.由于高矫顽力铁氧化物与强磁性的磁铁矿/磁赤铁矿相比对磁化率和剩磁的贡献要小得多,因而S-ratio和HIRM的结合使用可更客观地反映高矫顽力矿物的相对和绝对变化.图5表明,在古土壤发育时期,在低矫顽力强磁性矿物含量显著增加的同时,高矫顽力的弱磁性赤铁矿/针铁矿的绝对含量也增加.最近, Balsam等^[31]通过紫外-可见-近红外反射光谱方法对洛川和灵台剖面的研究也表明,赤铁矿和针铁矿的含量与磁化率呈明显的正相关关系^[31,32].本次研究结果为紫外-可见-近红外反射光谱这一快速测量土壤中氧化物矿物含量方法的可靠性提供了重要佐证.可见,成土作用不仅会导致对古土壤磁性显著增强的磁铁矿及其氧化产物磁赤铁矿含量的增加,而且诱导了弱磁性铁氧化物(赤铁矿和针铁矿)含量的增加.而古土壤中这些次生的弱磁性铁氧化物极有可能是在间冰期风化成壤过程中由不稳定硅酸盐矿物(如辉石、黑云母、绿泥石等)分解所形成^[15].

图4显示,曹村剖面与洛川经典剖面^[33]的磁化率

图5 曹村黄土剖面的 S -ratio 与 HIRM 随深度变化图

曲线特征表现出较好的一致性,在局部层位次一级的磁化率峰值甚至比洛川剖面更明显。特别值得注意的是,曹村剖面“上粉砂层”L9 中部的弱发育古土壤层L9SS1 的磁化率曲线与洛川剖面相比显著得多,其峰值大小达 $97.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,甚至可与S7和S8相比。因此,一种可能的情形是,L9 并不代表一个完整的极端气候干冷期,在L9 堆积的中期仍存在一个短暂的气候适宜期。在这一气候适宜期,东亚夏季风并没有延伸到黄土高原的腹地,而位于黄土高原东南缘的三门峡地区黄土则清晰地记录了这一短暂的气候适宜期。可见,三门峡地区黄土与黄土高原中部和南部的典型剖面相比既有相似性又有自身的特色,是黄土高原上记录东亚夏季风最灵敏的地区之一。

图4 的深海氧同位素曲线不仅明确指示了第四纪以来的冰期-间冰期多旋回特征^[34],更重要的是第四纪以来气候总体上变冷的趋势^[35]。然而,中国黄土的 χ , χ_{ARM} 和SIRM等磁学参数并没有这种长周期变化趋势。虽然黄土-古土壤的粒径与磁化率总体上也具有一定的正相关关系,但从大的时间尺度上来看,粒度参数遵循深海氧同位素所指示的第四纪以来气候变冷的总体趋势(图4)。自0.78 Ma(布容/松山极性转换

界线)以来,曹村剖面的 χ_{ARM}/χ 值也具有这一趋势,而且曹村剖面的 χ_{ARM}/χ 与泾川剖面的中值粒径曲线无论从峰-谷变化特征还是总体趋势都表现出很好的相似性。虽然目前还没有曹村剖面的粒度分析结果,但二者之间极好的相似性在某种程度上可能反映了 χ_{ARM}/χ 可以用来指示黄土-古土壤序列的磁性颗粒粒度变化特征。最近,Deng等^[16]对陕西交道黄土剖面CBD处理前后的 χ/χ_{ARM} 都记录了第四纪以来磁粒度的逐渐变粗和冬季风阶段性增强的趋势,而且经CBD处理后的 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 和 SIRM/χ 使得这一趋势更为明显。从这一点上来讲,用黄土(磁)粒度指标来反映大尺度的气候环境变迁似乎比磁化率更具优势。古气候学研究显示:自0.9 Ma以来,气候主导周期从以地轴倾斜度占主导的41 ka周期逐渐转变为以偏心率占主导的100 ka周期^[36-38],而S5 恰是在中更新世气候转型的过渡期(922~641 ka)之后形成的^[39]。S5 标志性的多元古土壤特征和高的磁化率及其后形成的所有古土壤层磁化率值明显增大的特点可能反映了随气候主导周期和北半球冰量韵律的变化而诱导的磁化率等古气候替代性指标的幅度和规模的变化。在以100 ka为主导的气候周期内,比中更新世气候转型期更显著的太阳辐射峰值^[36]可分别对应磁化率明

显增强的S5 及其后形成的各个古土壤层。因而, 中国黄土的粒度与磁化率总体变化趋势的不一致性可能反映了不同的黄土堆积期黄土粉尘源区的变化性, 但由气候主导周期的变化而诱导的全球冰量韵律变化及不同间冰期内温湿的气候条件、降雨量以及土壤化作用所持续时间等方面的差异可能是导致中国黄土中更新世以来(磁)粒度与磁化率总体变化趋势不协调的更重要原因。

致谢 感谢刘青松博士与另一名审稿专家对本文的许多建设性建议和修改意见。本工作受国家自然科学基金项目(批准号: 40202018)、国家人事部留学人员择优资助“优秀类”项目、中国地质调查局地质调查项目(批准号: 200413000035)和中国地质科学院重点开放实验室专项资金资助项目联合资助。

参 考 文 献

- Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990, 346: 737—739[DOI]
- Forster T, Heller F. Magnetic enhancement paths in loess sediments from Tajikistan, China and Hungary. *Geophys Res Lett*, 1997, 24: 17—20[DOI]
- Guo Z T, Biscaye P, Weil Y, et al. Summer monsoon variation over the last 1.2 Ma from the weathering of loess-soil sequences in China. *Geophys Res Lett*, 1999, 27: 1751—1754[DOI]
- Guo Z T, Liu T S, Fedoroff N, et al. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in north Atlantic. *Glob Planet Change*, 1998, 18: 113—128[DOI]
- Sun J M, Liu T S. Multiple origins and interpretations of the magnetic susceptibility signal in Chinese wind-blown sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 180: 287—296[DOI]
- Maher B A, Thompson R. Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Quat Res*, 1992, 37: 155—170[DOI]
- Banerjee S K, Hunt C P. Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau: A rock magnetic approach. *Geophys Res Lett*, 1993, 20: 843—846
- Han J M, Jiang W Y. Particle size contribution to bulk magnetic susceptibility in Chinese loess and paleosol. *Quat Int*, 1999, 62: 103—110[DOI]
- Liu Q S, Banerjee S K, Jackson M J, et al. Grain sizes of susceptibility and anhysteretic remanent magnetization carriers in Chinese loess/paleosol sequences. *J Geophys Res*, 2004, 109(B3), B03101, doi: 10.1029/2003JB002747
- Liu Q S, Banerjee S K, Jackson M J, et al. Mechanism of the magnetic susceptibility enhancements of the Chinese loess. *J Geophys Res*, 2004, 109, B12107, doi: 10.1029/2004JB003249
- Liu Q S, Jackson M J, Yu Y, et al. Grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess/paleosols. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, doi: 10.1029/2004GL021090
- Hus J J, Han J M. The contribution of loess magnetism in China to the retrieval of past global changes—some problems. *Phys Earth Planet Inter*, 1992, 70: 154—168[DOI]
- Maher B A, Thompson. Paleorainfall reconstruction from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. *Quat Res*, 1995, 44: 383—391[DOI]
- Vidic N J, Singer M J, Verosub K L. Duration dependence of magnetic susceptibility enhancement in the Chinese loess-paleosols of the last 620ky. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2004, 211: 271—288[DOI]
- Deng C L, Zhu R X, Verosub K L, et al. Mineral magnetic properties of loess/paleosol couplets of the central loess plateau of China over the last 1.2 Myr. *J Geophys Res*, 2004, 109, B01103, doi: 10.1029/2003JB002532
- Deng C L, Vidic N J, Verosub K L, et al. Mineral magnetic variation of the Jiaodao Chinese loess/paleosol sequence and its bearing on long-term climatic variability. *J Geophys Res*, 2005, 110, B03103, doi: 10.1029/2004JB003451
- Wang X S, Løvlie R, Yang Z Y, et al. Remagnetization of Quaternary eolian deposits: A case study from SE Chinese Loess Plateau. *Geochem Geophys Geosyst*, 2005, 6: 10.1029/2004GC000901
- Ding Z L, Yu Z, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quat Sci Rev*, 1994, 13: 39—70[DOI]
- Ding Z L, Rutter N W, Sun J M, et al. Re-arrangement of atmospheric circulation at about 2.6 Ma over northern China: evidence from grain size records of loess-paleosol and red clay sequences. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 547—558[DOI]
- Lu H Y, Sun D H. Pathways of dust input to the Chinese loess plateau during the last glacial and interglacial periods. *Catena*, 2000, 40: 251—261[DOI]
- Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, et al. Stacked 2.6 Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record. *Paleoceanography*, 2002, 17, doi: 10.1029/2001PA000725
- Liu T S, Ding Z L. Chinese loess and the palaeomonsoon. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1998, 26: 111—145[DOI]
- Dunlop D J, Özdemir Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. New York: Cambridge University Press, 1997
- Egli R, Lowrie W. Anhysteretic remanent magnetization of fine magnetic particles. *J Geophys Res*, 2002, 107(B10): 2209, doi: 10.1029/2001JB006671
- Yu Y, Dunlop D J. Decay-rate dependence of anhysteretic remanence: fundamental origin and paleomagnetic applications. *J Geophys Res*, 2003, 108(B12): 2550, doi: 10.1029/2003JB002589
- Worm H U. On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility. *Geophys J Int*, 1998, 133: 201—206[DOI]
- Worm H U, Jackson M J. The superparamagnetism of Yucca Mountain Tuff. *J Geophys Res*, 1999, 104: 25,415—25,425
- Bloemendal J, King J W, Hall F R, et al. Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic process and sediment lithology. *J Geophys Res*, 1992, 97: 4361—4375
- Bloemendal J, Liu X M. Rock magnetism and geochemistry of two

- plio-pleistocene Chinese loess-palaeosol sequences—implications for quantitative palaeoprecipitation reconstruction. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 226: 149—166[DOI]
- 30 Liu Q S, Banerjee S K, Jackson M J, et al. Determining the climatic boundary between the Chinese loess and palaeosol: Evidence from aeolian coarse-grained magnetite. *Geophys J Int*, 2004, 156: 267—274[DOI]
- 31 Balsam W, Ji J F, Chen J. Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 223: 335—348[DOI]
- 32 Ji J F, Balsam W, Chen J. Mineralogic and climatic interpretations of the Luochuan loess section (China) based on diffuse reflectance spectrophotometry. *Quat Res*, 2001, 56: 23—30[DOI]
- 33 Lu H Y, Liu X D, Zhang F Q, et al. Astronomical calibration of loess-paleosol deposits at Luochuan, central Chinese Loess Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 154: 237—246[DOI]
- 34 Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Trans R Soc Edinb-Earth Sci*, 1990, 81: 251—261
- 35 Pillans B, Naish T. Defining the Quaternary. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 2271—2282[DOI]
- 36 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297—317[DOI]
- 37 Ruddiman W F, Raymo M E, Martinson D G, et al. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 1994, 4: 353—412
- 38 Raymo M E, Oppo D W, Flower B P, et al. Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography*, 2004, 19, PA2008, doi: 10.1029/2003PA000921
- 39 Heslop D, Dekkers M J, Langereis C G. Timing and structure of the mid-Pleistocene transition: records from the loess deposits of northern China. *Palaeogeogr Palaeocli Palaeoecol*, 2002, 185: 133—143[DOI]

(2005-12-08 收稿, 2006-03-01 接受)